

对流凝结加热对飢线生成 和演变的数值实验

张 铭 徐 敏*

(空军气象学院)

提 要

本文用一个准二维的10层原始方程中尺度湿模式对飢线的生成和演变进行了数值模拟实验,得到了与实际飢线相一致的结果.实验表明,对流凝结潜热的释放是一类飢线的主要能源.大气低层潮湿十分有利于飢线的生成和发展.

一、引 言

飢线是重要的中尺度系统,设计合适的数值模式,对飢线进行数值模拟和数值预报,是研究飢线的一条重要途径.目前飢线的数值模拟实验已广泛在国外开展^[1,2],国内我们也曾对飢线做过数值模拟实验^[3],但那时的模式未显含水汽,而是采用类似 Ooyama (1963)的积云对流参数化方案来间接考虑对流降水的凝结潜热释放,因而具有一定的局限性,不能讨论湿度层结对飢线的影响,也不宜讨论飢线的降水问题.本文则在这方面作了改进,引入了水汽方程,并考虑了大尺度降水及积云对流降水等物理过程.此外,在垂直方向和水平方向均采用了较小的网格距以提高精度.本文着重讨论对流凝结加热对飢线系统的生成和演变的影响,出于此目的,故本文中的模式在某些地方采用了理想化的条件,这是需要说明的.

二、数值模式

1. 模式方程组

我们将飢线看成一个准二维的中尺度系统.本文并不着眼于模拟飢线上对流单体的结构,而是着重考察飢线系统的生成机制和演变规律,故仍可采用准静力平衡下的原始方程准二维模式.模式垂直坐标用 $\zeta = p/p_s$ 来表示,在此 p 为气压, p_s 为地面气压,并设在 y 方向有基本气压场和温度场,且其分别满足地转平衡和热成风平衡,在注意到 $u = u_g + \tilde{u}$ 且不考虑地形的情况下有以下方程组:

1986年1月24日收到,1987年3月22日收到再改稿.

*空军气象学院1985年毕业生.

$$\frac{\partial \tilde{u}}{\partial t} + (u_g + \tilde{u}) \frac{\partial \tilde{u}}{\partial x} + \dot{\zeta} \frac{\partial u_g}{\partial \zeta} + \dot{\zeta} \frac{\partial \tilde{u}}{\partial \zeta} - f v = - \frac{\partial \Phi}{\partial x} - H \frac{\partial P}{\partial x} + F_{cu} + D_x, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + (u_g + \tilde{u}) \frac{\partial v}{\partial x} + \dot{\zeta} \frac{\partial v}{\partial \zeta} + f \tilde{u} = F_{cv} + D_y, \quad (2)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} + (u_g + \tilde{u}) \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} + \dot{\zeta} \frac{\partial H}{\partial \zeta} = k H \left(\frac{\dot{\zeta}}{\zeta} + \dot{P} \right) + Q + F_{cH} + D_H, \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + (u_g + \tilde{u}) \frac{\partial q}{\partial x} + \dot{\zeta} \frac{\partial q}{\partial \zeta} = E_1 - E_2 + D_q, \quad (4)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} = - \int_0^1 \left[\frac{\partial \tilde{u}}{\partial x} + (u_g + \tilde{u}) \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y} \right] d\zeta, \quad (5)$$

$$\dot{\zeta} = - \int_0^{\zeta} \left[\frac{\partial \tilde{u}}{\partial x} + (u_g + \tilde{u}) \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y} \right] d\zeta - \zeta \frac{\partial P}{\partial t}, \quad (6)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \zeta} = - \frac{H}{\zeta}. \quad (7)$$

在此 $\dot{\zeta} \equiv \frac{d\zeta}{dt}$, $P \equiv \ln P_s$, $\dot{P} \equiv \frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + (u_g + \tilde{u}) \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y}$, $H \equiv$

$R \cdot T$, $k \equiv R/C_p$, R 为气体常数; Q 为非绝热加热项, 仅由大尺度降水和积云对流降水释放的凝结潜热来确定; q 为比湿. 本模式仅考虑下垫面的蒸发, E_1 为蒸发率; E_2 为降水率, 由大尺度降水和积云对流降水来确定. f 为科氏参数, 试验中取作常数

$1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. $D_x = K_H \frac{\partial^2 \tilde{u}}{\partial x^2} + k_{\zeta} \frac{\partial^2 \tilde{u}}{\partial \zeta^2}$, K_H 和 K_{ζ} 分别为水平和垂直方向的扩散系数,

取通常值. D_y , D_H , D_q 的计算与 D_x 类似. F_{cu} , F_{cv} , F_{cH} 为积云对流对动量和热量的输送项, 计算方案与文献 [4] 中相同. 模式中设 y 方向基本气压场和温度场不随时间变化, 即 $\partial P / \partial y$, $\partial \Phi / \partial y$, $\partial H / \partial y$ 均取作常数, 此时地转风 u_g 可由下式确定:

$$u_g = - \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y} - \frac{1}{f} H \frac{\partial P}{\partial y}, \quad (8)$$

而 $\frac{\partial u_g}{\partial \zeta}$ 则由以下热成风关系给出:

$$\frac{\partial u_g}{\partial \zeta} = \frac{1}{f \zeta} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{1}{f} \frac{\partial P}{\partial y} \frac{\partial H}{\partial \zeta}. \quad (9)$$

在 (9) 式中 $\partial H / \partial \zeta$ 可取为初始值, 这是由于本模式中 $\partial P / \partial y$ 取值较小, 这样做误差不可

大. 若在方程中预先给定了 u_y 和 $\partial P / \partial y$ 的值, 这就意味着 $\partial \Phi / \partial y$, $\partial H / \partial y$ 的值也已给定, 可从 (8) (9) 两式中算得. 为叙述方便设 x 轴指向东, y 轴指向北.

2. 差分格式

该模式在垂直方向上按 ζ 等距分为 10 层, 格距 $\Delta \zeta = 0.1$, 层次编号自上而下分别为 $k = 1, 2, \dots, 10$; 对应的 ζ 值为 $0.05, 0.15, \dots, 0.95$. 变量 u, v, H, q 定义在以上层次上, 而 Φ, ζ 则定义在半层上. 由于比湿随高度递减得非常快, 故 q 仅定义在 5—10 层上, 即认为在 1—4 层比湿为零. 设 x 轴为飚线传播方向, x 上取 50 个等距网格点, 编号为 $j = 1, 2, \dots, 50$, 格距 $\Delta x = 25 \text{ km}$, 所有的变量均定义在同一格点上. 模式的水平范围为 1225 km . 模式的空间差分采用二阶中央差分, 时间积分步长 τ 取为 1.5 min . 水平方向采用固定边界条件, 下边界则按通常方式考虑了下垫面的拖曳、感热和蒸发^[5], 为计算方便取以下理想的条件: 假定地气温差为 1 K , 地面与第 10 层的比湿差为 0.001 g/g . 在上边界则取 $\frac{\partial F}{\partial \zeta} = 0$, 在此 F 代表 u, v, H, q .

3. 模式中物理过程的考虑

本模式大尺度降水的计算采用常用的迭代法^[6]. 由于迭代收敛很快, 故在模式中固定迭代二次. 在数值积分中每隔 7.5 min 计算一次大尺度降水.

本模式采用了郭晓岚 1974 年的积云对流参数化方案. 需要指出的是模式中用的比湿 q 是大尺度的观测值, 按该 q 值计算得到的大气加热率偏小, 为弥补此缺陷, 我们在模式中引入一附加的、目前尚不能直接观测计算的中尺度水汽源的水汽辐合项 I_m , 并设其与大尺度的水汽辐合 I 成正比^[1], 设比例系数为 η , 这样修正后的水汽辐合项 I_R 可认为是:

$$I_R = I + I_m = (1 + \eta) I = -(1 + \eta) \frac{P}{g} \int_{\zeta_T}^{\zeta_B} \zeta \frac{\partial q}{\partial \zeta} d\zeta, \quad (10)$$

在此 ζ_B 和 ζ_T 为云底和云顶的高度. 比例系数 η 的大小一般由经验确定. 在求得 I 和 I_R 后即可求出对流凝结降水率和大气的增温率. 具体算法与文献 [7] 类似, 不再赘述. 在计算完大尺度降水后就接着计算积云对流降水以及积云对流对动量和热量的输送.

4. 初始条件

本模式取理想化的初条件, 实验中地面 u_g 取为 4.7 m/s , 各层则有 $u_g = 10 - 0.5 \cdot K \text{ m/s}$ ($K = 1, 2, \dots, 10$), u_g 在模式运行中保持不变. 初始温度场和地面气压场在 x 方向均取为均匀, 且取典型值. 在 $K = 1 - 10$ 层各层温度分别取为 $-61.0, -61.0, -35.0, -18.0, -7.0, 2.0, 9.0, 15.0, 21.0, 27.5^\circ \text{C}$. 地面气压场取为 1010 hPa . 初始比湿场在水平方向取为均匀. 由于大气中的水汽绝大部分分布在边界层中, 在本实验中着重讨论低层比湿的变化对飚线生成和演变的影响, 故 $K = 5 - 8$ 层的

1) 丁一汇, 现代天气学中的诊断分析方法, p. 75, 空军气象学院印.

比湿取典型值为: 0.0022, 0.0040, 0.0066, 0.0098 g/g, 而在 $K=9, 10$ 两层比湿值则依实验要求在后面给出. 初始 u 风速分量为地转基本气流, 也即取 $\tilde{u}=0$, v 风速分量是一个半波长为 200km 的典型的中尺度扰动, 扰动前部(东部)为南风, 后部(西部)为北风, 扰动轴线随高度向西倾斜, 扰动的振幅则由 $K=10$ 层的 5.0 m/s 增至 $K=1$ 层的 9.5 m/s. 其解析表达式为:

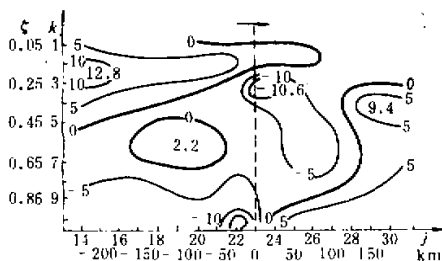
$$v = \begin{cases} -(10 - 0.5 \cdot K) \cdot \sin\left(\frac{j-K-4}{8} \cdot \pi\right), & K=1, 2, \dots, 10 \\ & K+4 \leq j \leq K+20 \\ 0, & \text{在其它格点} \end{cases} \quad (11)$$

三、模式飚线的生成和结构

取第 10 层和第 9 层的初始比湿为 0.0186 g/g 和 0.0163 g/g, 此时相对湿度分别约为 78% 和 89%. 取 $\eta=0.76$, 其它条件如前所述, 模式开始运行. 在运行中大尺度降水一直很小, 一小时降水量不超过 1mm, 对流降水则较大尺度降水大得多, 在第 8 小时, 最大一小时降水量出现在 $j=21$ 格点上, 其值为 7.1mm, 8h 累积降水量则以 $j=19$ 格点上为最大, 为 35.0mm, 因而对流凝结潜热的释放是可观的. 底层的风速则随着该潜热的释放而加大. 在第 8 小时底层最大风速已增至 -10.5 m/s. 3 小时后, 即第 11 小时, 底层最大 v 值已达 -19.9 m/s, 最大 $\tilde{u}$ 值增至 14.4 m/s, 均出现在 $j=22$ 的格点上, 这说明此时初始的扰动已发展成一个底层有强风的系统. 在以下分析中可见该系统的结构与飚线大体相同, 故可认为在第 11 小时模式飚线已经产生.

我们分析了第 11 小时模式飚线的空间剖面结构. 由 $\tilde{u}$ 的剖面上可见, 在低层飚线前方有入流, 在飚线的后部有出流. 在飚线处有一个 14.4 m/s 的极大值, 在飚线上方, 2—3km 的低空有一个 -2.9 m/s 的中心, 这意味着在其上方边界层顶附近有出流. 在飚线的前方 150—200hPa 附近有一个中心为 6.0 m/s 的出流, 出流的厚度约为 200hPa. 在飚线后部 250hPa 附近还有一个中心为 -7.1 m/s 的出流(图略). 在 v 的剖面上可见在底层飚线前 $v>0$, 飚线后 $v<0$, 近飚线处有一个 -19.9 m/s 的大风速中心. 在飚线的上方 250hPa 则有一个负 v 值中心(见图 1, 图中模式飚线的位置用虚线标出, 后图同). 图 2 是该时的 ζ 场的剖面. 在飚线上低层(约 800hPa)有强的上升气流中心, 飚线上空直到 200hPa 高空均维持上升气流, 而在飚线后低层则有强的下沉气流. 图 3 是剖面上的二维流线图, 图上可见飚线前方的人流占据了非常深厚的层次, 从地面一直伸展到 600hPa, 上升气流的逆切变倾斜是引人注目的, 此外在中层飚线后部的人流和高层飚线上方的辐散也是明显的. 在散度场和涡度场的剖面上可见到, 在飚线上低层有强烈的辐合而高层则是辐散, 在飚线后方低层有强辐散. 在图上强辐散的地方对应应有负涡度中心而强辐合处则对应应有正涡度中心. 涡旋场和散度场配合得很好(图略).

由底层(约 950hPa)的气象要素空间分布情形可知在飚线前方为高温区, 吹东南风, 地面对应有中尺度低压; 飚线后温度下降, 吹西北风, 地面对应有中尺度高压; 在飚线处对流降水量很大, 一小时降水量在 8mm 以上(图略).

图 1 v 场(m/s)

箭头表示模式飑线移动方向(后面的图同)

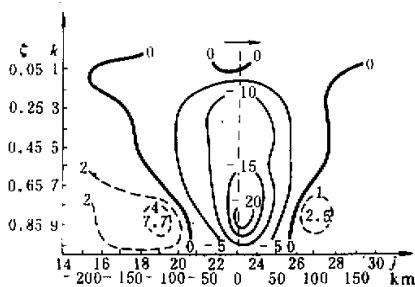
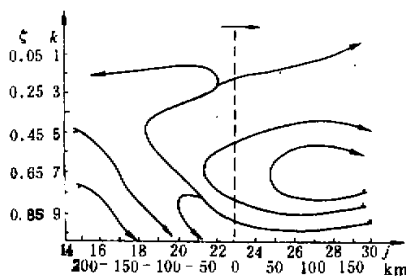
图 2 ζ 场(单位: $\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)

图 3 二维流线图

表 1 给出了 $j=23$ 格点处模式飑线过境时底层各要素值和一小时对流降水量, 模式飑线于第 12 小时经过该格点。

表 1 $j=23$ 格点处模式飑线过境时底层各要素值和一小时对流降水量

小 时	10	11	12	13	14
$\bar{u}_{10}(\text{m/s})$	—	0.7	11.9	13.5	7.1
$v_{10}(\text{m/s})$	2.1	-3.5	-19.2	-16.4	-3.9
$T_{10}(\text{℃})$	—	32.3	31.0	28.7	30.1
一小时对流降水 (mm)	6.1	9.3	9.4	7.4	3.3

由上表可见模式飑线过境时风向突变, 风速骤增, 温度下降, 对流降水明显加大。

以上我们模拟的结果与文献 [8] 中的一个实际飑线例子有不少类似之处; 有人对温带飑线作了一套综合剖面图^[9], 该图中反映飑线的一些主要特点在我们模拟的结果中均有体现(如上所述), 故模拟的系统确为飑线系统。

四、对流凝结加热与模式飑线生成和演变的关系

由于该模式是湿模式, 更有利于研究凝结潜热释放的作用。我们还用以上的初始场作了两个实验, 第一个实验没有凝结加热(既无大尺度凝结, 也无积云对流凝结), 第二个

实验仅有大尺度凝结而无积云对流凝结. 实验结果表明两者均无模式飢线生成(无凝结加热时底层最大 v 值 $v_{10\max}$ 随时间的变化见图 4 中的点划线), 这说明积云对流凝结加热的反馈机制对于飢线的生成具有重要作用. 众所周知 CISK 机制在本质上是有序的积云对流与次天气尺度系统的相互作用, 造成了次天气尺度系统的不稳定发展. 现在看来, 对中尺度系统情形亦如此, 且凝结加热的影响比次天气尺度系统还要大^[10]. 下面具体讨论对流凝结加热和飢线生成演变的关系.

图 4 给出了一小时对流降水的最大值(虚线)和 $v_{10\max}$ 随时间的变化曲线(实线). 飢线生成前, 降水量的最大值由第 4 小时的 5.0mm 增至第 10 小时的 8.8mm, 此时 $v_{10\max}$ 则由 -3.9m/s 增至 -13.5m/s . 10h 累积降水量的最大值为 43.2mm, 位于 $j=20$ 格点上, 在 $j=18-22$ 格点上累积降水量均大于 20mm. 第 11 小时飢线生成, $v_{10\max}$ 急增至 -19.7m/s , 此时一小时对流降水的最大值为 9.3mm. 第 12 小时, 尽管 $v_{10\max}$ 略有减弱, 但此时低层的辐合场和垂直运动场仍维持原有的强度, 一小时对流降水还略有增加, 故到第 13 小时飢线又开始加强, 到第 15 小时 $v_{10\max}$ 达到最大值 -25.6m/s , 形成了一条强飢线, 再以后对流降水迅速减小, $v_{10\max}$ 也随之减弱, 到第 17 小时对流降水已停止, 低层辐合和垂直运动明显减弱, 此时 $v_{10\max}$ 也减小到 -21.0m/s , 模式飢线进入衰亡阶段. 由此可见随着降水强度的增加, 底层风速的最大值也随之增加, 当降水强度达到极值之后风速才出现极值, 其后随着降水强度的不断减小直至为零, 风速亦减弱下来. 以上过程 17h 累积对流降水量的最大值为 43.7mm, 出现在 $j=20$ 格点上, 累积降水量大于 20mm 的范围在 $j=18-25$ 格点. 以上实验表明单纯的对流凝结加热可以激发出飢线系统, 凝结加热的增加有利于飢线的发展, 一旦凝结加热减少和消失, 飢线系统则趋于衰亡.

五、湿度场垂直分布对飢线的影响

为了考察湿度层结对飢线生成和发展的影响, 我们做了如下实验, 取单位面积气柱中水汽的总含量不变而仅改变水汽的垂直分布来讨论对飢线的影响. 此实验中的条件除了改变 $K=9, 10$ 层上的比湿外其它均与前面讨论的实验相同. 除了此实验外我们还做了另两组实验, 这三组实验在 $K=9, 10$ 层上的初始比湿和相对湿度由表 2 给出. 从表 2 上可以看到这三组实验中 $K=9, 10$ 两层初始比湿之和是相等的, 这就表明在同一气柱中初始水汽的含量是相等的.

表 2 $K=9, 10$ 层上的初始比湿和相对湿度

组次 初始场	第 I 组	第 II 组	第 III 组
$K=9$ 层比湿 (g/g)	0.0168	0.0163	0.0158
$K=9$ 层相对湿度 (%)	92	89	87
$K=10$ 层比湿 (g/g)	0.0181	0.0186	0.0191
$K=10$ 层相对湿度 (%)	76	78	80

试验表明,取第一组数据时系统未得到发展,试验中最大的 $v_{10\max}$ 仅有 -9.4 m/s ,取第二组数据时系统能在第 11 小时发展成飑线,在第 15 小时 $v_{10\max}$ 达到最大值 -25.6 m/s ,当取第三组数据时,则出现了爆发性的发展,第 8 小时到第 9 小时, $v_{10\max}$ 一小时内增加了约 12 m/s ,第 9 小时模式飑线生成,第 13 小时 $v_{10\max}$ 达到最大值 -28.5 m/s . 这三组数据算得的 $v_{10\max}$ 随时间的变化曲线也标在图 4 上(第一、三组数据图上用虚线标出,组别用罗马数字表示).

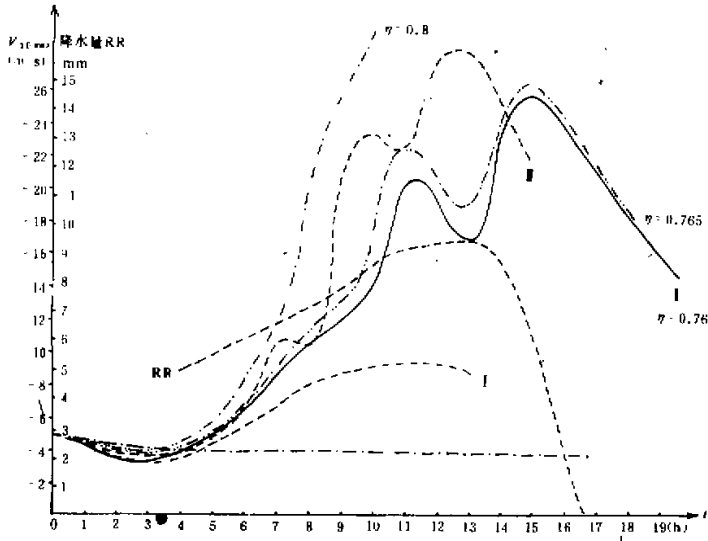


图 4 一小时对流降水最大值与 $v_{10\max}$ 随时间的变化

以上实验表明,低层潮湿的湿度层结十分有利于飑线的生成和发展,这与文献 [8] 中的结论相一致.美国西海岸低层大气比中国潮湿,故那里强风暴出现的次数也较中国多,且强度也大,这与该实验的结果相一致.

初始湿度的垂直分布之所以对飑线的生成和发展有很大影响,一方面是由于模式中假定了积云对流凝结的水汽主要是从云底下边界层输送上来的,若大气低层潮湿,则下面输送上来的水汽多,潜热释放也多.另一方面,由于各层潜热的分配与云中温度与环境温度之差 δT 有关,低层湿度越大,则 δT 也越大,潜热分配到低层较多.文献 [11] 表明如果次天气尺度的涡旋加热在低层分配得多则有利于系统的发展.看来对中尺度系统此结论仍成立.由于以上的原因,模式中系统的发展对低层的湿度分布非常敏感.

实验中还发现当取 $\eta=0$ 即不考虑中尺度水汽源时,在初始湿度场取第二组数据且其它条件不变的情形下,系统发展缓慢,不能生成模式飑线,加大 η 时则系统发展加快.当 η 由 0.76 增至 0.765 时尽管两者 η 只差不到 1%,但前者第 11 小时 $v_{10\max}$ 为 -19.9 m/s 而后者却达 -22.0 m/s ,相差约 10%,由此可见模式对参数 η 非常敏感(湿度场取第二组数据而 η 取 0.765 和 0.8 时 $v_{10\max}$ 随时间的演变曲线也加绘在图 4 上,用双点划线表示),而这种敏感性给中尺度系统的数值预报带来了困难.

六、结 语

根据上面对实验结果的讨论,我们能够得到以下结论:

(1)单纯的对流凝结加热只要有足够的强度就能激发出飢线系统,因而实际上对流凝结加热可能是某一类飢线产生的主要原因。

(2)对流凝结加热的增加有利于飢线的生成和发展,而飢线强烈发展后由于层结趋于稳定及降水消耗了水汽又会使对流凝结加热减小而使得飢线趋于衰亡,故二者之间存在着复杂的相互作用。

(3)飢线的生成和演变与初始低层的湿度场关系密切,低层潮湿十分有利于飢线的生成和发展。

(4)中尺度水汽源对飢线的生成和演变具有重要的作用,具体表现为模式对参数 η 的值非常敏感, η 的大小直接关系到飢线的生成和强度。

最后要指出的是实验中某些地方与实际情况尚有差异,主要表现在以下二点上:

(1)模式飢线生成过程中累积降水量偏大。

(2)模式飢线过境后降温尚不够剧烈,模拟的中高压强度还不够。

第一点,主要是由于实验中取了 x 方向均匀的理想初始温压场所致。在此初始条件下对流凝结加热必须首先增加模式大气的斜压性,然后才能由有效位能的释放来使系统动能增大,故试验中有一部份对流凝结加热(降水)消耗在增加模式大气的斜压性上,而实际天气中在飢线生成前大气一般均已具备了较强的斜压性,这样就造成了降水量的偏大。此外,该理想初始场也会造成参数 η 取值偏大而造成降水量偏大。

第二点,则是由于本实验未考虑雨滴再蒸发的冷却作用所致。由此看来考虑该物理过程是十分有必要的。对于以上的缺陷我们将在今后的模式中加以改进。

致谢:本文承蒙大气物理所曾庆存研究员提出宝贵意见,在此表示衷心感谢。

参 考 文 献

- [1] Klemp Joseph, 1978, *J. A. S.*, Vol. 35, No. 6, P. 1070—1096.
- [2] Soong, S. T., 1977, Tenth Conference on Severe Local storms, *American Meteor. Soc.*, P. 263—264.
- [3] 张维恒等, 1985, 飢线的数值模拟实验, 空军气象学院学报, 第1期。
- [4] 李崇银、张铭, 1984, 气象学报, 第42卷第4期。
- [5] 中国科学院大气物理所编著, 1973, 近代气象学若干问题的进展, 科学出版社, p. 10.
- [6] 张玉玲等, 1986, 数值天气预报, 科学出版社, p. 328.
- [7] Li Peng and H. L. Kuo (郭晓岚), 1975, *Tellus*, Vol. 27, No. 2.
- [8] 杨国祥, 1983, 中小尺度天气学, 气象出版社, P. 67—74.
- [9] Ogura Y. and M. T. Liou, 1979, The kinematic and thermodynamic structure of a mid-latitude squall-line, 11th Conf. on severe local storms, *American Meteor. Soc.*, P. 538—544.
- [10] 陶诗言, 1980, 中国之暴雨, 科学出版社。
- [11] 张铭, 1985, 气象学报, 第43卷, 第2期。